

Peter SASVÁRI¹, Tibor SASVÁRI², Blažej PANDULA³

**VYUŽITIE AKUSTICKEJ EMISIE PRI SKÚMANÍ ŠTRUKTÚRNO-
TEKTONICKÝCH PODMIENOK MAGNEZITOVÉHO LOŽISKA V JELŠAVE**

**UTILIZATION OF ACOUSTIC EMISSION BY EXAMINATION OF STRUCTURAL
TECTONIC CONDITIONS OF MAGNESITE DEPOSIT OF JELSAVA MINE**

Abstrakt

Výsledky a analýzy geofyzikálního hodnocení strukturních a tektonických poměrů v části ložiska magnezitu v Jelšavě jsou představeny v tomto příspěvku. Hodnocení vychází z dlouhodobého měření napěťo-pevnostních poměrů pomocí měření akustických emisí.

Abstract

In this article, they are mentioned the results and analysis of geophysical evaluation of structural and tectonic conditions in a parts of magnesite deposit of Jelšava mine based on long time measurement of stress-strain state by acoustic emission method.

Úvod

Magnezitové ložisko, vystupujúce v Dúbravskom masíve pri Jelšave, je vyvinuté v spodnej časti dobšinskej skupiny gemerika (Grecula, 1995). Spodná časť súvrstvia, tvorená metapieskovcami, obsahuje vložky kremitých bridlíc s flórou turnén-visén (Planderová et al., 1985). Najvrchnejšia časť ochtinského súvrstvia tvorí magnezitový obzor. V jeho bazálnej časti sú vyvinuté sericiticko-grafitické bridlice s polohami lavicovitých dolomitov a dolomitických slietov. Vlastný magnezitový obzor je tvorený masívnymi dolomitmi s nepravidelným vystupovaním metasomatických kryštalickej magnezitov. Ich priemerná hrúbka je 100 - 200 m, ale v oblasti dúbravského a mikovského bloku dosahuje až 500 m (Vozárová a Vozár, 1988). Vek magnezitového obzoru, zisteného pomocou konodontov je vrchný visén-namúr A (Kozur et al., 1976).

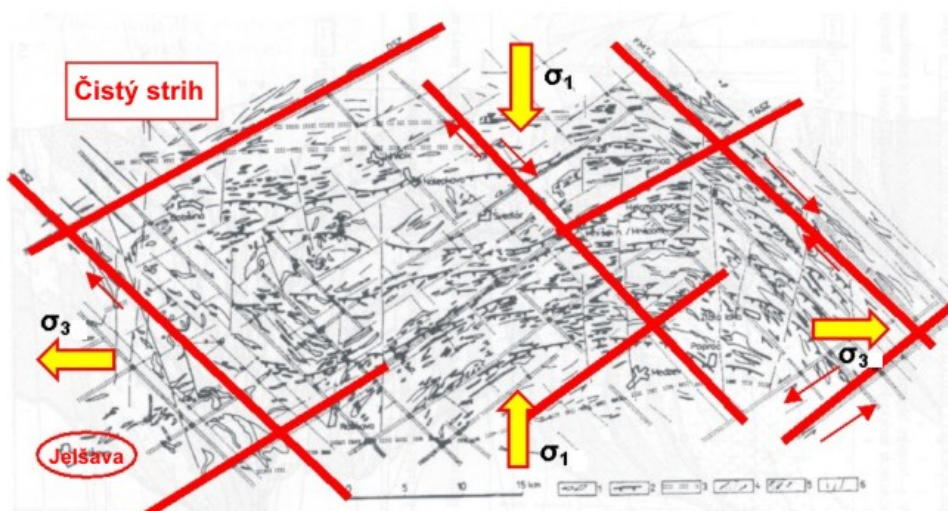
Predalpínska tektonika gemerika je Greculom (1995), charakterizovaná vznikom variských príkrovov, v dobe od predkarbónskej sedimentácie po vrchný perm. Ich tektonické prepracovanie nastalo v dôsledku skrátenia kôry (Mahel', 1986) počas paleoalpínskych udalostí v Západných Karpatoch, zapríčinené globálnou transpresiou

¹ Ing. Peter Sasvári, TEHO s.r.o., Komenského 7, 040 01 Košice, e-mail: sasvari@sasvari.net

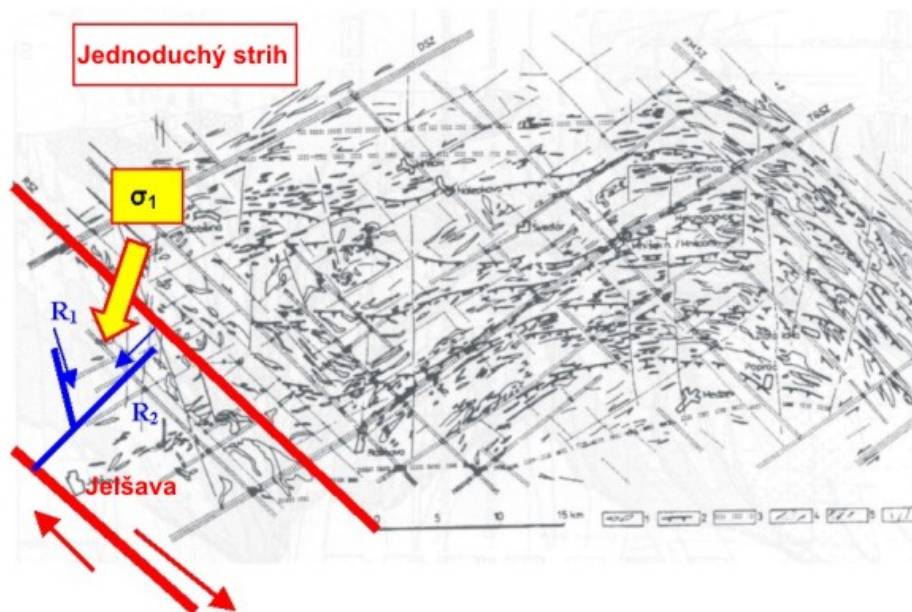
² prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc., F BERG TU Košice, Ústav geovied, Park Komenského 19, 042 00Košice, e-mail: tibor.sasvari@tuke.sk

³ doc. RNDr. Blažej Pandula, PhD., F BERG TU Košice, Ústav geovied, Park Komenského 19, 042 00Košice, e-mail: blazej.pandula@tuke.sk

(Grecula, 1995), vzniknutou v období vrchnej jury až strednej kriedy. Formovali sa kôrové jednotky Západných Karpát a pripovrchové príkrovy. Severojužná polarita kolízie vyvolala deformácie (AD1) typu čistého strihu (obr.1), vo forme SZ-JV a SV-JZ diagonálnych štruktúr (Sasvári a Kondela, 2006). Po pokračujúcej mezoalpínskej šikmej kolízii karpatského bloku s európskou platformou koncom mezozoika a začiatkom paleogénu sa vytvorili podmienky pre horizontálne posuny pozdĺž aktivizovaných diagonálnych strižných štruktúr (AD2). Formovali sa zóny sinistrálnych posunov, sprevádzaných deformáciami jednoduchého strihu v sprievode vývoja riedlových štruktúr R1,2, ktoré ohraničujú megablokovú stavbu ložiskového telesa magnezitu v Dúbravskom masíve pri Jelšave. Vývoj strižných zón horizontálnych posunov pokračoval aj počas neoalpínskeho štruktúrno-tektonického vývoja od konca paleogénu, v ktorom došlo k viacnásobnej reaktivizácii tektonických štruktúr v dôsledku transprených a transtenných pohybov.



Obr.1 Regionálne strižné štruktúry v Spišsko-gemerskom Rudohorí podľa Greculu (1995) – upravené. Strižné štruktúry čistého strihu (AD1) s vyznačenými subhorizontálnymi maximálnymi σ_1 a minimálnymi σ_3 napätiami (Sasvári a Kondela, 2006).



Obr.2 Dextrálne posuny vznikajúce v dôsledku primárneho čistého strihu (AD2) pri s.-j. skrátaní fundamentu v oblasti Spišsko-gemerského Rudohoria, v Dúbravskom masíve pri Jelšave (pôvodná mapa Greculu (1995) je upravená).

Tektonický vývoj oblasti Dúbravského masívu

Štruktúrne-tektonický vývoj magnezitového ložiska v Dúbravskom masíve je charakterizovaný tektonickými deformačnými etapami AD1-3 (Sasvári a Kondela, 2006). Deformačná etapa AD1 je kompresného charakteru, vzniknutá S-J skrátaním fundamentu Západných Karpát v paleoalpínskom období. Vytvorili sa strižné štruktúry v podmienkach čistého strihu v sprievode vzniku strižných zón smeru SZ-JV a SV-JZ. V deformačnej etape AD2 subhorizontálne posuny po strižných zónach AD1 generovali sekundárne štruktúry S-J až SSV-JJZ a V-Z smerov v podmienkach jednoduchého strihu v subštádiách AD21, AD22, AD23 a AD24. Charakterizované sú rôznym poľom paleonapätia, čo zapríčinilo reaktivizovanie starších primárnych a sekundárnych štruktúr. Mladšia deformačná etapa AD3 so subštádiami AD31 R1, AD31 R2 a AD32 nadobudla regionálne, ale aj lokálne extenzný, poklesový charakter. Vznikli blokové a rotačné pohyby, ktoré umožnili poklesávanie blokov a otváranie porúch v extenznom režime.

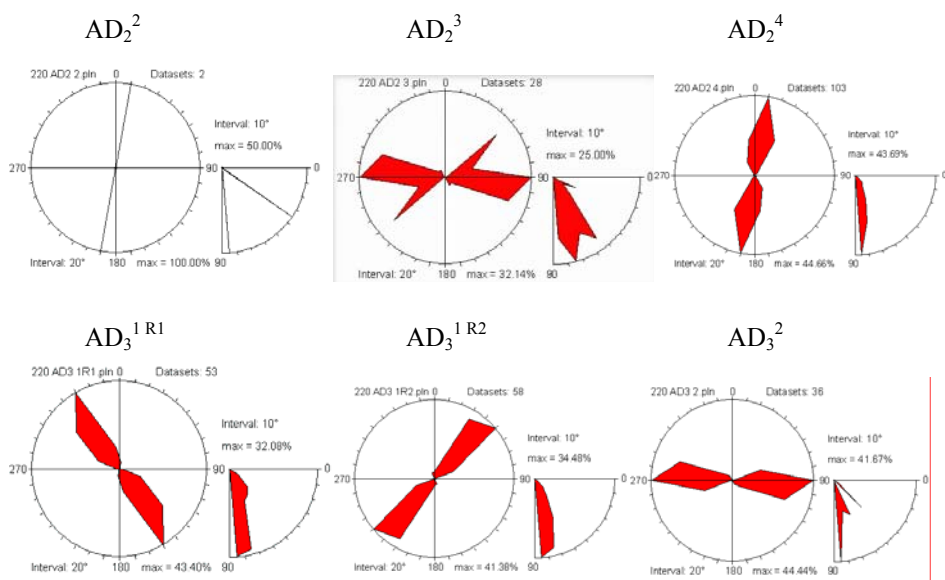
Blokové posuny a poklesy sú viazané na štruktúry niekoľkých typov deformačných fáz. Na viacerých odkryvoch sú stopy výrazného ryhovania alebo odtrhov, pričom sú štruktúry príslušných subfáz prerušené štruktúrami mladších subfáz. Znamená to, že posuny fungovali v rámci medziblokových posunov deformačných fáz. Reaktivizácia štruktúr v dôsledku zmeny poľa napätia sa odohrávala pri vyrovnávaní napäťových síl. Výskumy ukázali, že poklesy sú vždy relatívne mladšie ako posuny.

Štruktúry typu čistého strihu deformačnej etapy AD1 a jednoduchého strihu deformačnej etapy AD2 sa z pohľadu ich priestorovej pozície pravdepodobne často prekrývali, čím sa vytvorila pomerne stabilná pozičná charakteristika prvotných

a druhotných štruktúr. Smerový nesúlad vzniknutých štruktúr deformačnej etapy AD1 a AD2 sa vyrovnával pomocou anizotropného horninového prostredia s odlišnými geomechanickými vlastnosťami, ktoré vznikli v dôsledku jeho pestrého látkového zloženia. Tektonické štruktúry deformačnej etapy AD3 sa reaktivizovali na základe už existujúcich starších smerov.

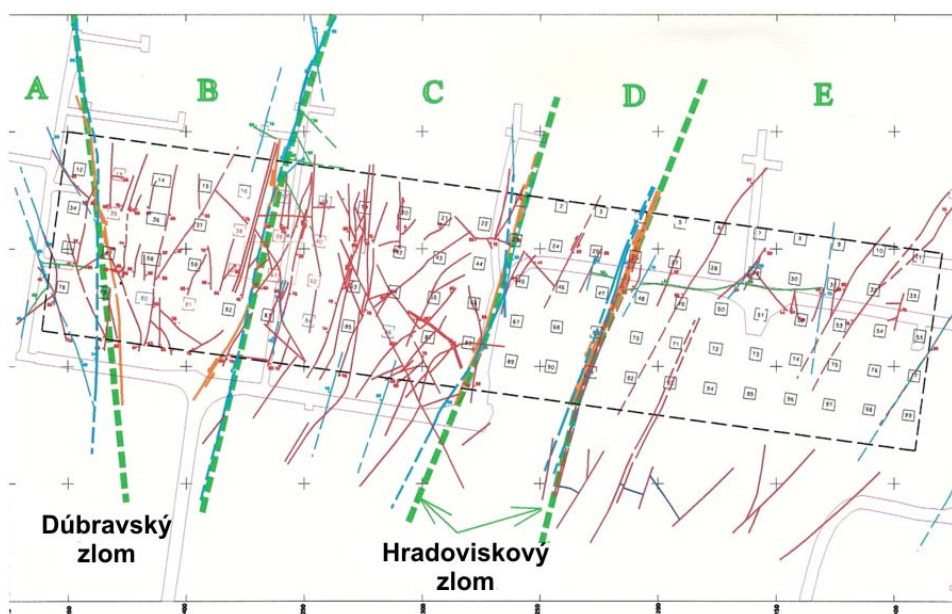
Priestorový vývoj tektonických štruktúr je v zásade viazaný svojou postupnosťou na vynútené priestorové štruktúrne smery modelu čistého strihu deformačnej etapy AD1 a jednoduchého strihu deformačnej etapy AD2, pričom relaxácia v deformačnej etape AD3 len reaktivizovala už existujúce smery a úklony skôr vyvinutých tektonických štruktúr. Istá reaktivizácia štruktúr prebehla zrejme aj v období vývoja tektonických štruktúr v deformačnej etape AD2.

Prevažnú časť tektonických štruktúr postihol veľmi podobný infraštruktúrny vývoj v jednotlivých následných subštádiách. Ide o subhorizontálne, šikmé alebo subvertikálne premiestňovanie ložiskových blokov, pričom dochádzalo k tvorbe tektonických brekcií, často scementovaných mineralizáciou žilného dolomitu, prípadne kremeňa alebo kalcitu. Prítomnosť zvetraného magnezitu formami krasových dutín podporuje predstavu o existencii aj extenzných napätí v rámci jednej subfázy. Obr. 3 prezentuje smerové zastúpenie tektonických štruktúr jednotlivých deformačných fáz.



Obr.3 Ružicové tektonogramy smerov a úklonov tektonických štruktúr jednotlivých deformačných fáz na obzore 220 m n. m.

Štruktúrna prepojenosť mikovského bloku „B“ na obzoroch 323 - 500 m n. m. s východnou časťou obzoru 220 m n. m. ukazuje, že tektonické štruktúry bloku „B“ sú v západnej časti ohraničené dúbavským zlomom a na východnej strane zlomom hrádoviskovým. V tomto priestore sú rozložené subvertikálne štruktúry s vejárovitým rozložením horninových blokov A, B, C, D, E (obr. 4).



Obr.4 Generálna štruktúrna mapa premietnutých obzorov 482, 450, 400, 390, 323 m n. m. s vyznačenými tektonickými blokmi A-E.

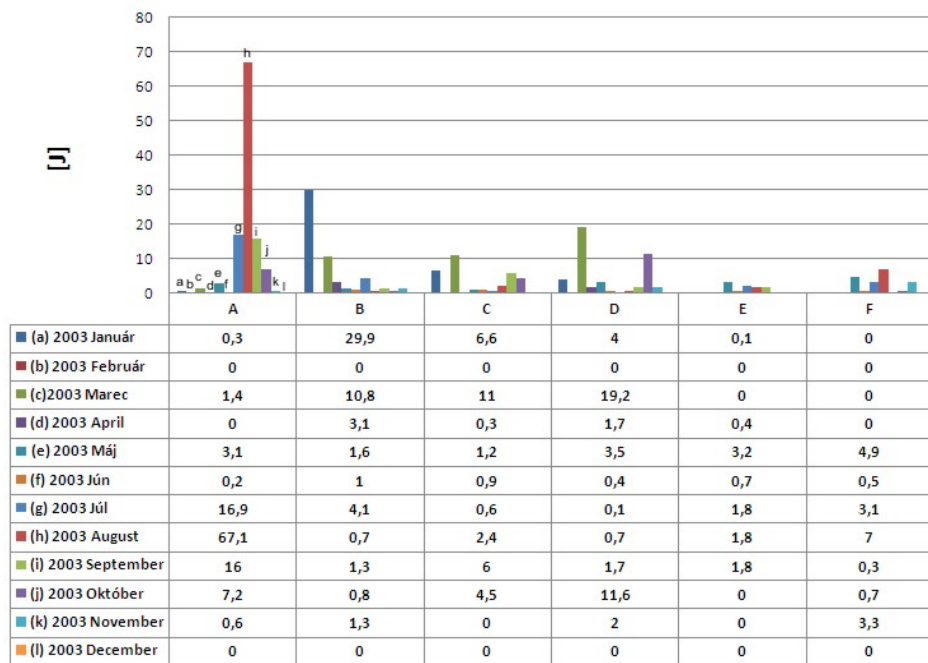
Vyhodnotenie geofyzikálnych seizmicko-akustických meraní

Metodika geofyzikálneho hodnotenia je založená na zbere a vyhodnotení dát zo 16 statických seizmo-akustických snímačov umiestnených v priestoroch banskej prevádzky. Analýza a následné vyhodnotenie je uskutočnená pomocou programu MAGMONI. Aplikačným programom GRASS GIS (Markus, N., 2002; Hofierka et al., 1993) boli dáta následne prepočítané a vizualizované spolu so štruktúrne-tektonickými dátami.

Na základe štruktúrne-tektonickej analýzy sa zistilo, že tektonické oslabenie magnezitového ložiska je významné, pričom najkritickejšie oslabené zóny sa nachádzajú v oblasti styku dúbravského a mikovského bloku. Po zhodnotení vplyvu pôsobenia tektonických zón a napäťovo-deformačného stavu vzniknutého v priebehu dobývacieho procesu vychádza ako najkritickejšia oblasť z pohľadu stabilitných podmienok styková zóna dúbravského a mikovského bloku (rozhranie A-B obr. 4).

Sledovanie premenlivosti stavu priestorovej napätosti v oblasti bloku „B“ je riešené seizmicko-akustickými snímačmi a vyhodnotením ich dát. V mikovskom bloku sú rozložené snímače medzi obzormi 400 - 482 m n. m., ktoré sledujú zmeny napätia horninového masívu nepretržite od roku 1994 doteraz. Priestorovým vyhodnotením (3D) týchto signálov pomocou softvéru je možné identifikovať miesto maximálnej koncentrácie energie (J), t.j. oblasti zvýšeného napätia v sledovanom priestore. Možno je preto porovnať miesto vypočítanej koncentrácie (Vizi a Hlásny, 2007) maximálnej energie (J) s miestami prirodzených zón tektonických štruktúr. Tieto spoločné identifikovateľné miesta sú zrejme ovplyvnené typom a kvalitou tektonických štruktúr, závislých od ich otvorenosti, výplne a zvonenia.

Pri analýze napätového stavu v priebehu celého roka 2003 sa zistilo (obr. 5), že na obzore 400 m n. m. sa v priebehu roka vyskytli súhrnné energie o veľkosti 285,7 J. Najväčšia koncentrácia energií sa objavila v štruktúrnom sektore „A“, na východnom okraji dúbavského bloku, 112,8 J. Západný okraj (sektor „B“) mikovského bloku dosiahol sumárnu koncentráciu energie v roku 2003, 64,4 J. Východnejšie bloky dosiahli energiu 33,5 J (sektor „C“), 45,4 J (sektor „D“), 9,8 J (sektor „E“) a 19,8 J (sektor „F“). V zásade badať znižovanie koncentrácie energií smerom na východ, od stykovej zóny dúbavského a mikovského bloku (obr. 5). Podobne to vychádza pri spracovaní týchto údajov na obzore 450 m n. m. (obr. 6).

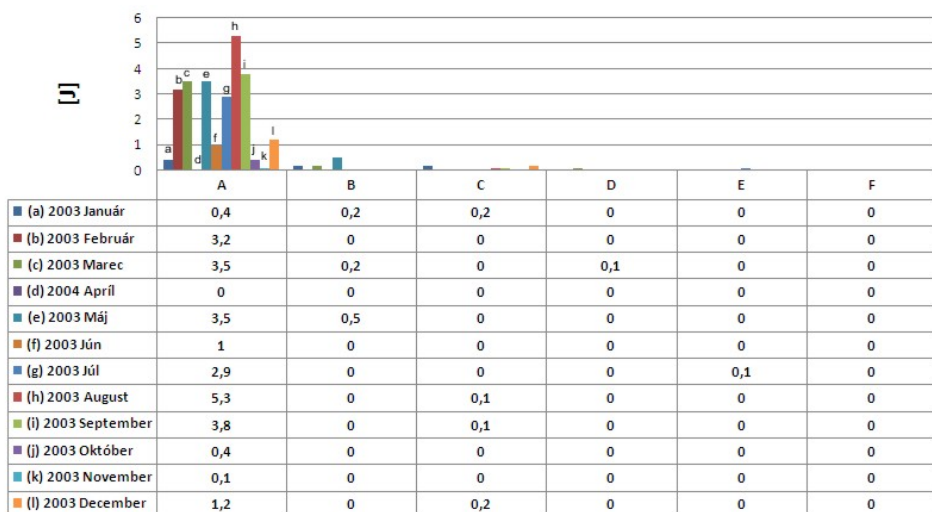


Obr.5 Analýza koncentrácie energií na obzore 400 m n. m. za rok 2003. Hodnoty v jednotlivých sektorech v rámci jednotlivých mesiacov reprezentujú celkový súčet nameraných energií [J].

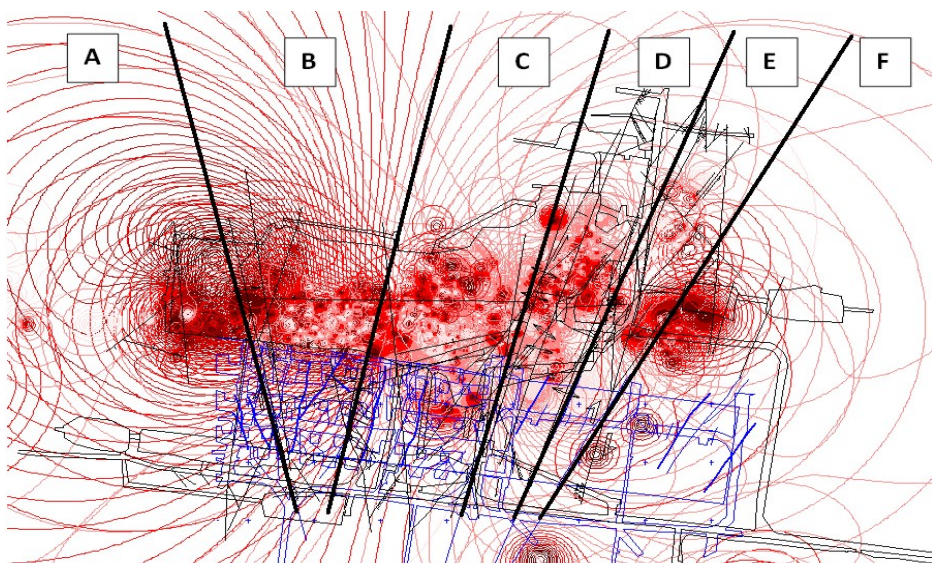
Porovnávaním nárastu koncentrácie energií v priebehu mesiaca v jednotlivých tektonických sektorech (A-F) je vidieť, že v každom tektonickom sektore sa dosahujú v jednotlivých mesiacoch odlišné energetické maximá (obr.5). Analýza koncentrácie energie na obzore 450 m n. m. ukazuje len 9,4 % voči celkovým maximálnym energiám nameraným na obzore 400 m n. m.

Priestorové rozloženie energií z vyššie analyzovaných obzorov dokladuje:

- ☐ rozdielnosť koncentrácie maximálnych energií (J) v tektonických sektorech (A-F) dúbavského a mikovského bloku,
- ☐ rozdielnosť maximálnych energií (J) v priebehu mesačných dobývacích prác. Súvisí to so sekundárnym napätovo-deformačným stavom priestorových zmien aktívnych dobývok.



Obr.6 Analýza koncentrácie energií na obzore 450 m n. m. za rok 2003. Hodnoty v jednotlivých sektoroch v rámci jednotlivých mesiacov reprezentujú celkový súčet nameraných energií [J].



Obr.7 Kruhové krivky izolínie koncentrácií všetkých nameraných energií (J), sumárne pre roky 1994-2003 na obzore 400 m n. m. Na farebne reprodukovanom obrázku je modrou farbou vyznačený obzor 400 m n. m. a čiernou farbou obzor 482 m n. m.

Izolínie koncentrácie energií (obr. 7) naznačujú oblasti zvýšeného napätia sumárne pre roky 1994 – 2003 na obzore 400 m n. m. Vyššia koncentrácia energií (J) sa ukazuje najmä v západnej časti bloku Miková. Umožňuje to pravdepodobne výskyt zvýšenej hustoty tektonických štruktúr v týchto častiach ložiska (obr. 4). Indikujú prítomnosť štruktúrne a stabilítne oslabenej zóny v oblasti styku dúbavského a mikovského bloku (A-B). Podporuje to aj azimutálna rotácia (cca. 23°), medzi týmito

blokmi. Východná časť bloku Miková je charakteristická o niečo nižšou koncentráciou seizmo-akustických javov na rozhraniach štruktúrnych sektorov C-F (obr. 7). Vejárovitá azimutálna orientácia rozhrania štruktúrnych sektorov je v súlade so vznikom sekundárnych štruktúr R1 a R2, vzniknutých pri anizotropnej deformácii v dôsledku jednoduchého strihu na hlavnej zóne zlomov, smeru SZ-JV (obr. 2).

Záver

Porovnanie výsledkov štruktúrno-tektonickej analýzy a geofyzikálnej seizmicko-akustickej metódy umožnilo spoľahlivo predpovedať stabilitne oslabené zóny v oblasti banského dobývania magnezitovej suroviny. Na zhodnotenie meraných dát bola aplikovaná aj geoštatistická metóda (IDW), použitá pre generovanie izolínií koncentrácie energií. Výsledné hodnotenie nám otvára možnosť využiť tieto výsledky v samotnej banskej prevádzke. Pokračovanie zberu dát s následnou analýzou nám umožní predvídať napätostný stav horninového masívu a vyhnúť sa ťažbe v oblasti tektonicky porušenej a napätostne výrazne namáhanej oblasti.

Literatúra

- [1] GRECULA, P. et al. Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1., Monogr. *Min. Slov.*, 1995, Bratislava, 829 s.
- [2] HOFIERKA, J., SINČAK, P. & MITASOVA, H. *GRASS in Central Europe*. GRASSCLIPPINGS, 1993.
- [3] KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. Stratigraphische Neueinstufung der Karbonat-gesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, (Innsbruck), 6, 1, 1976, pp. 1-29.
- [4] MAHEL, M. *Geologická stavba československých Karpát. Časť 1: Paleoalpínske jednotky*. 1986, Bratislava, Veda, 503 s.
- [5] MARKUS & NETELER *Praktická rukovieť' ke geografickému informačnému systému GRASS*. 2002
- [6] PLANDEROVÁ, E. & BAJANÍK, Š. Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. *Geol. Práce, Spr.*, 1985, 82, pp. 67-76.
- [7] SASVÁRI, T. & KONDELA, J. *Štruktúrno-tektonická analýza východnej časti obzoru 220 m n.m., na ložisku Jelšava-Dúbravský masív*. Záverečná správa – manuskript, 2006, Košice F BERG, SMZ Jelšava, 69 s.
- [8] VIZI, L. & HLÁSNY, T. Priestorové interpolácie. In Hlásny, T. *Geografické informačné systémy - Priestorové analýzy*. 2007, Zephyros a Národné lesnícke centrum - Lesnícky výskumný ústav, Zvolen, s. 106-129 (Kapitola 9).
- [9] VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. *Late Paleozoic in West Carpathians*. Geol. Ústav D. Štrúra, 1988, Bratislava, 314 s.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Vladimír Rudajev, DrSc., Geologický ústav AVČR, v.v.i., Praha